

تعیین سن و نرخ رسوبگذاری سازند میشان در شمال خاوری فروافتادگی دزفول با استفاده از روش مگنتواستراتیگرافی

احمد لشگری^۱، محمودرضا هیهات^{۲*}، محمد مهدی خطیب^۳، مهدی نجفی^۴

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند

۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند

۳- استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۷/۱۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱/۲۶

چکیده

سازند میشان یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای نفوژن است که در جنوب و جنوب باختری ایران گسترش فراوانی دارد. در سال‌های اخیر به منظور دستیابی به سن دقیق این سازند، مطالعاتی با استفاده از داده‌های فسیل شناسی و همچنین استفاده از ایزوتوپ‌های استرنسیم انجام شده است. در مناطق چین خورده جوان همچون کمربند چین خورده زاگرس که حاوی رسوباتی هستند که دچار دفن شدگی عمیق نشده‌اند، یکی از مناسب ترین روش‌های بدست آوردن سن رسوبات، استفاده از مطالعه مغناطیس دیرینه است. با استفاده از این روش می‌توان رسوبات غیر دریایی رودخانه‌ای و همچنین رسوبات آبرفتی را که اغلب فاقد ویژگی‌های زیست چینه‌ای و رادیومتریک مناسب جهت تعیین سن هستند را سن یابی کرد و همچنین نرخ رسوبگذاری توالی مورد مطالعه را نیز بدست آورد. در این پژوهش سن سازند میشان با استفاده از روش مگنتواستراتیگرافی، در ناحیه تاقدیس جریک واقع در شمال خاوری فروافتادگی دزفول مطالعه شده است، در برش مورد مطالعه، سن مرز زیرین و بالایی سازند میشان به ترتیب ۱۴/۱ و ۱۳/۶ میلیون سال (میوسن میانی) برآورد شده است. همچنین میانگین نرخ رسوبگذاری برای این سازند بعد از تراکم ثانویه ۳۸ سانتیمتر در هزار سال به دست آمد.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس جریک، چینه نگاری مغناطیسی، سازند میشان، فروافتادگی دزفول.

مقدمه

در فرهنگ چینه شناسی ایران، گروه فارس شامل سازندهای گچساران در زیر، میشان در وسط و آجاجاری در بالا است. استونلی (۱۹۷۵) و مطیعی (۱۳۷۲)، سازند کنگلومرایی بختیاری را نیز یک واحد سنگی از گروه فارس می‌دانند. پهنای رسوبات این گروه در لرستان و فارس حدود ۳۰۰۰ متر و در فرو افتادگی دزفول و بندر عباس حدود ۶۰۰۰ متر می‌باشد. سازندهای گروه فارس به طور هم شیب بر روی سازند آسماری، قرار دارند. سن گروه فارس در مطالعات پیشین از میوسن پیشین (سازند گچساران) تا پلیستوسن (سازند بختیاری) برآورد شده است. سازند میشان توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) معرفی شد که قاعده آن شامل آهک‌های سنگواره دار و بقیه آن مارن‌های سبز و خاکستری است. سازند میشان از دیدگاه دیرینه شناسی توسط افراد مختلفی بررسی شده است (کروه و همکاران، ۲۰۱۱؛ اشتوکلین و ستوده نیا، ۱۹۹۱؛ آدامز و همکاران، ۱۹۸۳؛ یزدی و همکاران، ۲۰۱۲؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۲؛ کلانتری و همکاران، ۱۹۹۲) مطالعاتی نیز پیرامون محیط رسوبی آن انجام شده است (لاسمی و رستگاری، ۱۳۸۵؛ آلسوکی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحمتی و همکاران، ۲۰۱۰).

همچنین در سال‌های اخیر سن این سازند نیز با استفاده از ایزوتوپ‌های استرنسیم مطالعه شده است (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۵؛ پیروز و همکاران، ۲۰۱۱)، در پژوهش حاضر سعی شده تا با استفاده از روش مگنتو استراتیگرافی سن و همچنین نرخ رسوبگذاری سازند میشان، در ناحیه تاقدیس جریک واقع در شمال خاوری فروافتادگی دزفول، برآورد گردد.

محدوده مورد مطالعه

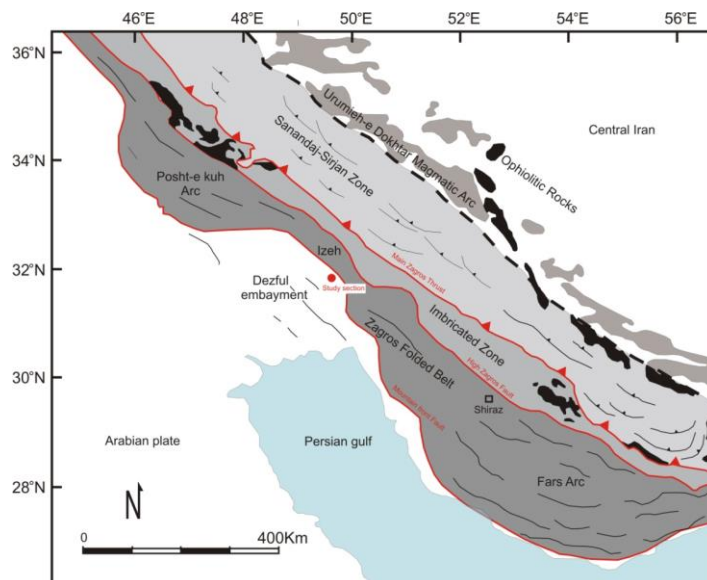
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی برش

مورد مطالعه

برش چینه شناسی مورد مطالعه در یال شمال باختری تاقدیس جریک در ۲۵ کیلومتری خاور مسجد سلیمان، در محدوده طول‌های جغرافیایی $49^{\circ}30'$ تا $49^{\circ}34'$ و عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ}55'$ تا $31^{\circ}59'$ در شمال خاوری پهنه فروافتادگی دزفول، قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). فروافتادگی حوضه‌ای رسوبی با فرونشست تدریجی در جنوب کمربند چین خورده زاگرس است که سه پدیده ساختاری حدود آن را تعیین می‌کنند، در شمال، منطقه خمشی^۱ با جهت خاوری-باختری به نام بالارود، در شمال خاوری، پهنه خمشی جبهه کوهستان که راستایی شمال باختری-جنوب خاوری دارد و در حد خاور و جنوب خاوری یک پهنه خمشی و گسلی با امتدادی شمالی-جنوبی به نام زون گسلی کازرون. فروافتادگی دزفول نسبت به مناطق همجوار از نظر زمین ساختی پایدار تر است لذا از فارس، لرستان و پس بوم بندرعباس کمتر چین خورده است. این اختلاف احتمالاً با جابجایی‌های جانبی در راستای خمش بالا رود و پهنه گسله کازرون جبران می‌گردد. با نگاهی اجمالی به نقشه زمین شناسی زاگرس می‌توان دریافت که تفاوت‌های ویژه‌ای بین ساختمان‌های سکوی فارس و فروافتادگی دزفول موجود است، مثلاً در فارس تاقدیس‌ها دچار فرسایش ژرف‌تری شده‌اند و ناودیس‌ها در سکوی فارس بسیار باریک هستند، در حالی‌که در فرو افتادگی دزفول چنین نیست. از سوی دیگر نزدیکی و تنگاتنگی تاقدیس‌ها که در باختر فارس دیده می‌شود، در فروافتادگی دزفول مشاهده نمی‌شود. به علاوه ستبرای پوشش رسوبی در فارس به مراتب

کمتراز فروافتادگی دزفول است. از دیگر تفاوت‌های مهم حضور گنبد‌های نمکی در فارس و عدم وجود آن‌ها در فروافتادگی دزفول است. دیگر

مشخصه فرونشست دزفول آن است که سازند آسماری در آن رخنمون ندارد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت زمین ساختی کمربند چین - رانده زاگرس و موقعیت مقطع مورد مطالعه، نقشه برگرفته شده با کمی تصحیح از Ruh et al. (2014)

مواد و روش‌ها

چینه‌شناسی سازند میشان

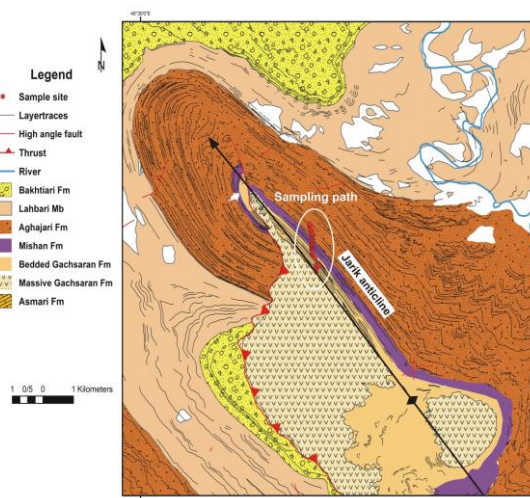
با فرونشست نواحی واقع بین سکوی فارس و فروافتادگی دزفول محیط دریایی گسترش یافته و سازند گچساران با یک دریای پیشرونده و کم ژرفا پوشیده شده است. در گذشته به نهشته‌های مارنی سبزرنگ این دریا گروه آرژیلی یا مارن‌های انگورو گفته می‌شد، ولی امروزه سازند مارنی میشان نام دارد در برش الگو (میدان نفتی گچساران) سازند میشان شامل ۷۱۰ متر مارن خاکستری و آهک-های رسی سرشار از پوسته و صدف سنگواره‌ها است، ۶۰ متر قسمت پایینی سازند بیشتر سنگ آهک‌های دارای کرم است که به نام لایه‌های کرم دار نامگذاری شده و به سمت جنوب خاوری با سنگ آهک‌های ریفی بخش گوری از سازند

میشان جایگزین می‌شود. از محل برش الگو به سمت شمال خاوری زاگرس، سازند میشان بیشتر ماسه‌ای است ولی در فارس داخلی و بندرعباس بیشتر رخساره‌ی سیلتی دارد. به استثنای فارس داخلی که میشان بر روی سازند رازک است در دیگر نقاط، میشان بین دو سازند گچساران (در زیر) و سازند آجاجاری (در بالا) قرار دارد. مرز پایینی آن ناگهانی و مرز بالایی آن تدریجی است (امیری بختیار، ۱۳۹۳). وایند (۱۹۶۵) بر مبنای میکروفسیل‌ها دو بیوزون تجمعی شماره‌های ۶۴ و ۶۵ را برای سازند میشان معرفی کرد. سنگ آهک زیرین به نام بخش گوری از سازند میشان مهمترین و متمیزترین مجموعه میکروفسیل‌گروه فارس است. این سنگ آهک ریفی با پیدایش فراوان *Operculina* به همراه میکروفسیل‌های

ساختمان چین خورده حاوی مقطع مورد مطالعه (تاقدیس جریک)

تاقدیس جریک در ناحیه شمال خاوری فروافتادگی دزفول واقع شده است. درازای آن در حدود ۴۰ کیلومتر روند محور آن شمال باختر جنوب خاوری است و بلندترین نقطه آن حدود ۱۱۵۰ ارتفاع دارد. هندسه این تاقدیس نامتقارن بوده و صفحه محوری آن به سمت جنوب باختر گرایش دارد. در یال شمال خاوری آن سازندهای گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری رخنمون دارند و در یال جنوب باختری تبخیری های سازند گچساران برون زدگی قابل توجهی به صورت توده و حالت دیابیری دارند. هندسه تاقدیس جریک در امتداد محور آن تغییر می کند به صورتی که نزدیک دماغه شمال باختری هندسه هم مرکز و بدون گرایش را نشان می دهد اما در بخش های میانی و جنوب خاوری این تاقدیس دارای گرایش به سمت جنوب باختر است و پس یال آن (یال شمال خاوری) به سمت جنوب باختر رانده شده و بر روی یال جنوب باختری قرار گرفته است (شکل ۲).

دیگری دیده می شود که دربرگیرنده ناحیه تجمعی شماره ۶۴ است. در مناطقی که سازند میشان حضور ندارد باز هم می توان لایه نازکی از سنگ آهک حاوی *Operculina* را در مزر تدریجی لایه های ژیبس دار سازندهای گچساران و آغاچاری مشاهده کرد و ایند خاطر نشان می سازد که ناحیه تجمعی ۶۴ با عنوان *Operculina - Nephrolepidina - Miogypsina assemblage* zone و ناحیه تجمعی ۶۵ با عنوان *Borelis melo - Rotalia Miogypsina assemblage zone* خوانده می شود. بیوزون ۶۴ متعلق به بخش گوری از سازند میشان است. زیست چینهنگاری سازند میشان بر مبنای نانوفسیل ها توسط فشکی (۱۳۸۲) انجام شده است اما از این طریق سن دقیق این سازند به دست نیامده است (امیری بختیار، ۱۳۹۳). شارلند و همکاران (۲۰۰۱) سن سازند جریک در خاور سوریه و عراق و سازند میشان در ایران را برابر آشکوب لانگین می داند، اما براساس مطالعه انجام شده توسط پیروز و همکاران (۲۰۱۵) که براساس مطالعه نسبت ایزوتوپ های استرنسیم انجام شده است، سن سازند میشان در زاگرس، از ۱۷/۲ میلیون سال تا ۱/۱ میلیون سال تغییر می کند.



شکل ۲: نقشه موقعیت ایستگاه های نمونه برداری در یال شمال خاوری تاقدیس جریک

چینه نگاری مقطع مورد مطالعه

به منظور زمان سنجی به روش چینه نگاری مغناطیسی، بخشی از توالی رسوبی شکل دهنده یال شمال باختری تاقدیس جریک، نمونه برداری شد که از انتهای گچساران تا ابتدای آغاچاری را شامل می‌شود (شکل های ۲ و ۵). این سکناس تشکیل شده است از: حدود ۲۷۰ متر از بخش انتهایی سازند گچساران شامل مارن‌های قرمز و سبز تا خاکستری رنگ به همراه میان لایه‌های انیدریت شیری رنگ، سازند میشان به ضخامت حدود ۱۹۰ متر شامل مارن‌های سبز تا خاکستری رنگ به همراه میان لایه‌های سیلت سنگ، ماسه سنگ و سنگ آهک، بخش ابتدایی سازند آغاچاری تشکیل شده از ۱۳۰ متر شامل لایه‌های ماسه سنگی مارنی تناوب لایه‌های نازک سیلت استون و ماسه سنگ ریز دانه و مارن‌های لامینه-دار و توده‌ای قرمز رنگ (شکل ۱۱).

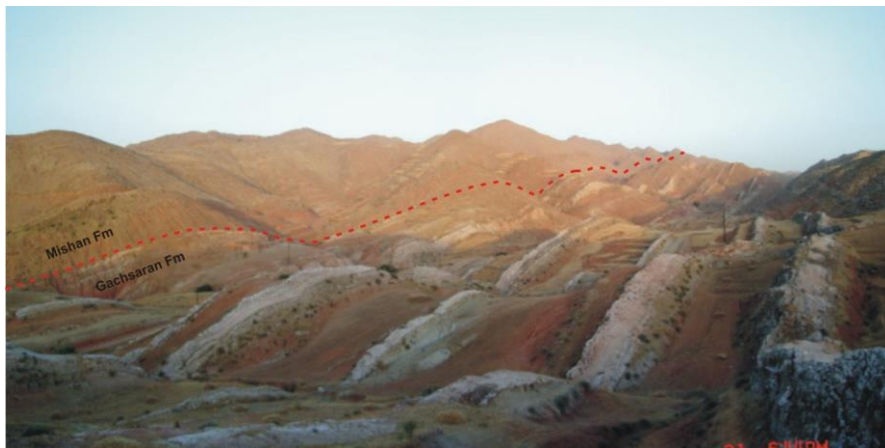
چینه نگاری مغناطیسی مقطع مورد مطالعه

همانگونه که ذکر شد مقطع نمونه برداری شده در یال شمال خاوری تاقدیس جریک قرار دارد (شکل ۲). مقطع نمونه برداری شده حاوی ۵۰ ایستگاه نمونه برداری است که ۶۰۰ متر ضخامت توالی رسوبی را شامل می‌شود (شکل ۵). به منظور انطباق صحیح ستون چینه نگاری مغناطیسی مورد نظر با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیس زمین قسمتی از انتهای گچساران تا ابتدای آغاچاری نیز نمونه برداری شد. این اولین توالی رسوبی است که تاکنون در فروافتادگی دزفول جهت مطالعه مغناطیس دیرین نمونه برداری شده است. میانگین فاصله بین ایستگاه-های نمونه برداری حدود ۱۲ متر است. این تراکم مشابه و نزدیک تراکم نمونه برداری مطالعات مشابه انجام شده در زاگرس می‌باشد (تراکم نمونه

برداری انجام شده توسط هومکه و همکاران (۲۰۰۴) ۱۵ متر، امامی و همکاران (۲۰۰۸) ۱۱/۲۵ متر، خدیوی و همکاران (۲۰۱۰) ۱۲ متر و روه و همکاران (۲۰۱۴) ۱۴ متر است). برآورد شده که در این تراکم نمونه برداری هر نمونه به ازای هر ۴۰ تا ۶۰ هزار سال برداشت می‌شود. بیش از ۸۵ درصد معکوس شدگی های میدان مغناطیسی زمین در میوسن زیرین و میانی دوره زمانی بیش از ۱۲۰ هزار سال داشته‌اند (لورنز و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین سعی شده که هر دوره معکوس شدگی توسط دو نمونه گرفته شود. اما در برخی نقاط به دلیل پوشیدگی توالی رسوبی توسط واریزه یا آبرفت، فاصله بین ایستگاه‌های نمونه برداری متوالی تا ۳۰ متر افزایش یافت. سیلت سنگ، گل سنگ و ماسه سنگ‌های ریزدانه برای نمونه برداری و تجزیه و تحلیل مغناطیس دیرینه ارجحیت دارند زیرا دانه‌های مغناطیسی ریز دانه هستند و بیشتر احتمال دارد که در طی رسوبگذاری در محیط رسوبی با جهت میدان مغناطیسی همراستا شده باشند و احتمال زیادی وجود دارد که نمونه‌ها در سنگ‌های ریزدانه جهت مغناطیس دیرینه را کسب کرده باشند (رینولدز، ۲۰۰۲) در روند نمونه برداری در مطالعه حاضر سعی شده تا حد امکان از سنگ‌های ریز دانه مانند مادستون ها، سیلت استون ها و ماسه سنگ‌های ریز دانه نمونه گیری انجام شود اما در برخی ایستگاه‌ها از ماسه سنگ‌های متوسط و درشت دانه و ماسه سنگ‌های آهکی نیز نمونه برداری انجام شده است. در هر ایستگاه نمونه برداری دو نمونه سالم به شکل مغزه گرفته شد و مختصات دقیق آنها نیز با استفاده از GPS ثبت شد برای گرفتن نمونه‌ها (حفاری مغزه‌ها) مقداری از سطح هوازده کنار زده و نمونه از سنگ سالم

نشده و هنوز به سنگ مادر خود متصل است می-گذاریم این علامت نشانگر بالای نمونه است. پس از بیرون آوردن مغزه از درون حفره از محل علامت گذارده شده خطی را در کنار مغزه در راستای محور آن رسم و جهت بخش داخلی مغزه (بخشی از نمونه که به سمت درون سنگ مادر است و همراستا با جهت حفاری درون سنگ مادر است) را با رسم فلش‌هایی رسم می‌کنیم، برداشت موقعیت فضایی و بالای نمونه به منظور اندازه-گیری جهت میدان مغناطیسی در هنگام رسوبگذاری نمونه در آزمایشگاه مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۶).

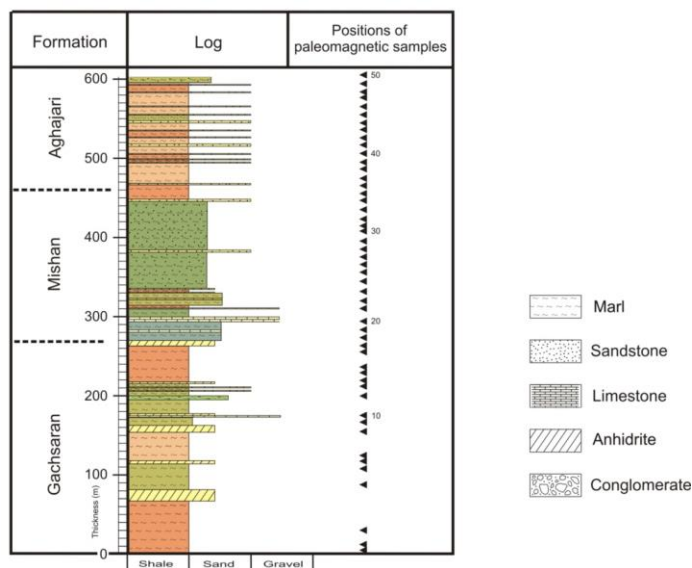
برداشت شد. موقعیت لایه بندی توسط کمپاس و راستای محور نمونه با استفاده از راستا نما برداشت شده است (شکل ۶). نحوه کار با راستا نما به این صورت است که پس از حفر مغزه توسط مته استوانه‌ای شکل، قسمت استوانه‌ای راستا نما که قطر آن هم اندازه با قطر مته حفاری است را داخل حفره ایجاد شده قرار داده و قطب نمای راستا نما را تراز می‌کنیم، آزیموت محور نمونه را با استفاده از قطب نما و شیب محور مغزه را با استفاده از شیب سنج راستا نما می‌خوانیم. سپس در محل شکافی که در بالای قسمت لوله‌ای شکل راستا نما وجود دارد علامتی روی مغزه که جایجا



شکل ۳: سازندهای گچساران و میشان در یال شمال خاوری تاق‌دیس جریک (دید به سمت جنوب خاور)



شکل ۴: سازند میشان در یال شمال خاوری تاق‌دیس جریک (تصویر سمت چپ دید به سمت جنوب خاور، تصویر سمت راست دید به سمت شمال خاور)



شکل ۵: ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه به همراه موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری جهت بررسی مغناطیس دیرینه

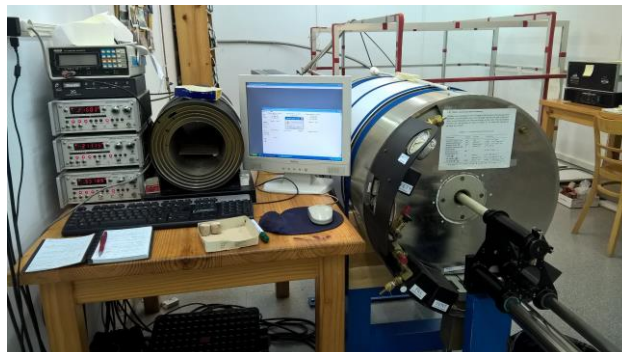


شکل ۶: عملیات نمونه برداری و مراحل استخراج نمونه (در منطقه مورد مطالعه) به منظور تجزیه و تحلیل مغناطیس دیرینه: (A) حفاری جهت استخراج نمونه، (B,C,D) نمونه‌های حفاری شده و علامت گذاری نمونه جهت برداشت درست موقعیت فضایی آن، (E) راستا نما که دارای قطب نمای مغناطیسی است و موقعیت محور نمونه حفاری شده را نشان می‌دهد، (F) برداشت موقعیت محور نمونه حفاری شده توسط راستا نما، ژنراتور تامین کننده نیروی دریل حفاری و پمپ آب خنک کننده مته.

تجزیه و تحلیل مغناطیس دیرینه

بررسی و مطالعه میدان مغناطیسی دیرینه نمونه‌ها در آزمایشگاه مغناطیس دیرینه انستیتو علوم زمین جائومه المرآ بارسلون اسپانیا (CCiTUB-ICTJA CSIC) انجام شد. در مرحله

اول پسماند مغناطیسی طبیعی^۲ (NRM) با استفاده از دستگاه مغناطیس سنج ابرسانا 2G که حساسیت مغناطیسی آن برابر است با 10^{-9} emu/cc اندازه گیری شد (شکل ۷).



شکل ۷: مغناطیس سنج ابرسانا 2G، انستیتو علوم زمین جائومه المرآ بارسلون اسپانیا (Institute Earth sciences) (Jaume Almera)

NRM تمام نمونه‌ها بیش تر از 10^{-6} emu بود که این مقدار با حساسیت دستگاه قابل اندازه‌گیری بود. پس از اندازه‌گیری NRM، نمونه‌ها توسط بین ۱۳ تا ۱۷ مرحله گرما دهی از ۱۰۰ تا ۶۹۰ درجه سانتیگراد مغناطیس زدایی شدند. فواصل مراحل

گرما دهی ۲۰، ۳۰، ۵۰ یا ۱۰۰ درجه بود و فرایند مغناطیس زدایی برای تمام نمونه‌ها کامل شد. مغناطیس زدایی حرارتی با استفاده از دو کوره حرارتی MMTD80 و TSD1 انجام شد (شکل ۸).



شکل ۸: مغناطیس‌زدا های حرارتی، انستیتو علوم زمین جائومه المرآ بارسلون اسپانیا (Institute Earth sciences Jaume Almera)

اثرات تغییرات کانی شناسی ایجاد شده احتمالی در طی حرارت دهی نمونه‌ها بعد از هر محله گرما دهی با استفاده از حساسیت سنج مغناطیسی KLY-2 انجام شد، در طی این مراحل، تغییرات قابل توجهی مشاهده نشد. نتایج حاصل از عملیات مغناطیس زدایی بر روی نمودار زیجدرولد ترسیم

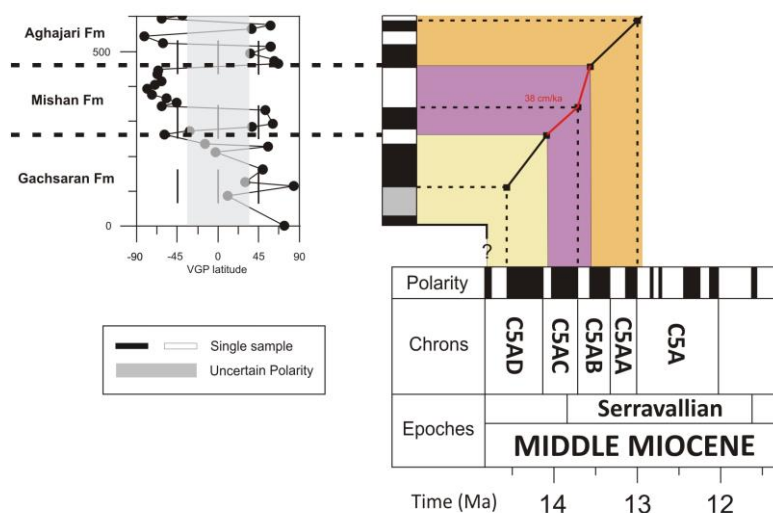
شد که در آن دو مولفه مختلف قابل تشخیص است که در دماهای مختلف نمایان شدند. جهات میدان‌های مغناطیسی با استفاده از روش آنالیز مولفه‌های اصلی (کرینچویچ، ۱۹۸۰) محاسبه شد. بیشتر نمونه‌ها دو مولفه مغناطیس دیرین نشان دادند. مولفه دمای پایین که موازی جهت میدان

که قطب‌های به دست آمده را در مقابل موقعیت چینه شناسی قرار می‌دهیم، می‌توانیم زون‌های مغناطیسی را تعریف و با استفاده از آن‌ها ستون چینه‌نگاری مغناطیسی محلی را بازسازی کنیم. زون‌های مغناطیسی توسط حداقل دو سایت متوالی با قطبیت یکسان تعریف می‌شود.

انطباق با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیسی زمین^۴ (GPTS)

انطباق بین ستون چینه نگاری مغناطیسی به دست آمده با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیسی زمین براساس بهترین حالت تطابق الگوی تناوبی مناطق دارای قطبیت نرمال و معکوس با (GPTS) و همچنین با استفاده از سن-های به دست آمده به روش مطالعه نسبت ایزوتوپ‌های استرنسیم که توسط پیروز و همکاران (۲۰۱۵) بر روی سازند میشان انجام شده است صورت گرفت (شکل ۹).

مغناطیسی عهد حاضر است و معمولا در دمای ۲۵۰ درجه سانتیگراد پاک می‌شد برای تفسیرهای بیشتر مورد توجه قرار نگرفت. مولفه دمای بالا، به دلیل تغییرات سنگ شناسی موجود در طول مقطع مورد مطالعه، در محدوده دماهای مختلف تعریف شده است. نمونه‌هایی که در آن‌ها تیتانو مگنتیت به عنوان عامل حامل مولفه مغناطیسی غالب است، مولفه مغناطیسی مشخصه حدودا بین ۲۹۰-۴۵۰ درجه سانتیگراد شناسایی شده و هنگامی که هماتیت به عنوان حامل مولفه مغناطیسی غالب می‌شود، مولفه مغناطیسی مشخصه حدودا بین ۴۰۰-۶۷۰ درجه سانتیگراد شناسایی شد. قطب‌های عادی و معکوس پس از محاسبه جهت‌های به دست آمده برای به دست آوردن عرض جغرافیایی قطب میدان مغناطیسی دیرینه مجازی^۳ (VGP) تعیین شد. عرض‌های مثبت به عنوان قطب عادی و عرض‌های منفی به عنوان قطب‌های معکوس تفسیر می‌شوند. هنگامی



شکل ۹: انطباق ستون چینه نگاری مغناطیسی به دست آمده با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیسی زمین (GPTS) قسمت‌های سیاه رنگ حاوی قطبیت نرمال و قسمت‌های سفید رنگ حاوی قطبیت معکوس هستند. خط چین‌های عمودی و افقی نحوه انطباق را نشان می‌دهند. ضخامت سازندها توسط اختلاف رنگ نشان داده شده و عدد قرمز رنگ نرخ رسوبگذاری میانگین سازند میشان بر حسب سانتیمتر در هزار سال را نشان می‌دهد.

بهترین حالت تطابق الگوی مناطق دارای قطبیت نرمال و معکوس با (GPTS) به این شکل است (شکل ۹): دو قطعه دارای قطبیت نرمال که دارای قطعه‌ای با قطبیت معکوس بین خود هستند و از گچساران بالایی و میشان زیرین گرفته شده‌اند و مرز این دو سازند را در بر می‌گیرند، منطبق بر کرون‌های C5AC و C5AD هستند چهار قطعه دارای قطبیت معکوس و نرمال که به طور متناوب قرار گرفته‌اند، از میشان بالایی و آجاجاری زیرین گرفته شده‌اند و مرز این دو سازند را در بر می‌گیرند، منطبق بر کرون‌های C5AB و C5AA هستند میانگین نرخ رسوبگذاری در سازند میشان بعد از تراکم ثانویه ۳۸ سانتیمتر در هزار سال است، که از تقسیم ضخامت این قسمت توالی رسوبی بر زمان نهشته شدن آن به دست می‌آید. پیروز و همکاران (۲۰۱۵) مطالعه جهت بررسی سن سازند میشان در کمربند زاگرس انجام دادند. ایشان در پژوهش خود سن سازند میشان در مقطع مسجد سلیمان را که در فاصله کمی در باختر مقطع مورد مطالعه در تاق‌دیس جریک واقع شده است بین ۱۶/۷ تا ۱۳/۶ میلیون سال برآورد کردند. براساس سن به دست آمده در مطالعه پیروز و همکاران (۲۰۱۵) برای سازند میشان، تطابق انجام شده ستون چینه نگاری مغناطیسی به دست آمده با GPTS بهترین حالت ممکن است زیرا در این سناریو سن سازندهای میشان بین ۱۳/۶ تا ۱۴/۱ میلیون سال به دست می‌آید (شکل ۹).

بحث و نتایج

با تطابق مقطع چینه‌نگاری به دست آمده با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیس زمین (GPTS)، می‌توان سن نهشته شدن رسوبات و همچنین نرخ رسوبگذاری را به

دست آورد. مرز بین سازندهای گچساران و میشان بین نمونه‌های Km17 و Km18 و در ضخامت ۲۷۰ متری از ابتدای مقطع نمونه برداری شده واقع شده است. این نقطه در میانه قطعه دارای قطبیت نرمال کرون C5AC قرار دارد که سنی برابر ۱۴/۱ میلیون سال دارد. مرز بین سازندهای میشان و آجاجاری بین نمونه‌های Km34 و Km35 و در ضخامت ۴۶۰ متری از ابتدای مقطع نمونه برداری شده واقع شده است. این نقطه در ابتدای قطعه دارای قطبیت نرمال کرون C5AB قرار دارد که سنی برابر ۱۳/۶ میلیون سال دارد. براساس سنین به دست آمده حاصل از تطابق الگوی قطبیت نمونه‌ها در سرتاسر توالی نمونه برداری شده با جدول زمانی جهانی قطبیت مغناطیس زمین سن سازند میشان در مقطع مورد مطالعه به دست آمد. ضخامت سازند میشان در این مقطع حدود ۱۹۰ متر است و براساس سن به دست آمده نرخ متوسط رسوبگذاری آن (بعد از تراکم ثانویه) ۳۸ سانتیمتر در هزار سال است.

نتیجه‌گیری

بررسی مقطع سازندهای میشان و آجاجاری در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد، در این مقطع سن مرز زیرین (گچساران - میشان) و بالایی (میشان - آجاجاری) سازند میشان برابر با ۱۳/۶ و ۱۴/۱ میلیون سال (میوسن میانی) است. این سن، جوانتر از سن به دست آمده برای این سازند توسط پیروز و همکاران (۲۰۱۵) در لرستان (۱۷/۲ میلیون سال) و قدیمی تر از سن به دست آمده توسط آنان در جنوب فارس (۱/۱ میلیون سال) برای سازند میشان است. بنابراین به نظر

جاومه ورجس، دکتر الیزابت بئامود از انستیتو علوم زمین جائومه المر واقع در بارسلون اسپانیا و آقای مهندس بهزاد معتمدی از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران صورت گرفته است. بدین وسیله از تمام عزیزانی که در تدوین این پژوهش ما را یاری کرده‌اند، صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

می‌رسد حوضه رسوبگذاری برای این سازند در حال پسروری به سمت جنوب است. میانگین نرخ رسوبگذاری در سازند میشان بعد از تراکم ثانویه ۳۸ سانتیمتر در هزار سال است.

سپاس‌گزاری

انجام این پژوهش با حمایت‌های مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران همچنين همکاري پرفسور

پانوش

1-Flexure zone
2-Natural remanent magnetization (NRM)

3-Virtual geomagnetic poles
4-Geomagnetic polarity time scale (GPTS)

منابع

(رسوبات جلوی کمربند چین خورده) در باختر فارس و خاور بوشهر. فصلنامه علوم زمین سال ۱۶، شماره ۶۱، ص ۶۸-۷۷.
-مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۰۹ ص.

-امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۳. بازنگری چینه شناسی زاگرس: سازندهای آغاچاری و میشان، ماهنامه اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۱۰، ص ۳۹-۴۳.
-لاسمی، ی. و رستگار لاری، ع.ر.، ۱۳۸۵. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی سازند میشان

-Emami, H., 2008. Foreland propagation of folding and structure of the Mountain Front Flexure in the Pusht-e Kuh arc (NW Zagros, Iran), PhD thesis, 118 pp., Univ. de Barcelona, Barcelona.

Science Letters, v. 225(3-4), p. 397-410.

-Heidari, A., Feldmann, R.M. and Moussavi-Harami, S.R., 2012. Miocene Decapod Crustacean from the Guri Member of Mishan Formation, Bandar Abbas, southern Iran, Bulletin of Mizunami Fossil Museum, v. 38, p. 1-7.

-James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, AAPG Bull. v. 49, p. 2182-2245.

-Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), Earth and Planetary

-Kalantari, A., 1992. Lithostratigraphy and microfacies of Zagros orogenic area, South-West Iran, National Iranian Oil Company, Exploration and Production, Geological Laboratories Publication 12: 421 p.

-Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J.C., Verges, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M. and Suc, J.P., 2010. Magnetostratigraphy of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW

- Iran), Basin Research, v. 22(6), p. 918–932.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophys. J. R. Astron. Soc., v.62(3), p. 699–718.
- Kroh, A., Gholamalian, H., Mandic, O., Ćorić, S., Harzhauser, M., Reuter, M. and Piller, W.E., 2011. Echinoids and pectinid bivalves from the Early Miocene Mishan Formation of Iran, Acta Geologica Polonica, v. 51(4), p.419–439.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J. and Wilson, D., 2004. The Neogene Period, in A Geologic Time Scale 2004, A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, p. 409-440.
- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. and Azhdari, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system, Geological Magazine, v.148(5-6), p.838–853.
- Pirouz, M., Simpson, G. and Chiaradia, M., 2015. Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy, Basin Research, v. 27(6), p. 714–728.
- Rahmani, Z., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2010. Facies Distribution and Palaeoecology of The Guri Member of The Mishan Formation, in Lar area, Fars Province, SW Iran, Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A, v. 34(A3), p. 257-266.
- Reynolds, J.H., 2002. "Magnetostratigraphy Adds a Temporal Dimension to Basin Analysis", Search and Discovery Article-online article.
- Ruh, J.B., Hirt, A.M., Burg, J.P. and Mohammadi, A., 2014. Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata, Tectonics, v. 33, p. 1534-1551.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy, GeoArabia Special Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p.
- Stöcklin, J. and Setudehnia, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran, Geological Survey of Iran Report, v. 18, p.1–376.
- Yazdi, M., Bahrami, A., Abbasi, P., Sadeghi, R. and Vega, F.J., 2013. Miocene brachyuran Crustacea from Konar-Takhteh and Ahram sections, southwestern Iran, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 65(2), p. 225-233.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results, In: Methods in Paleomagnetism, ed. D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.